

Estructuras sedimentarias de deformación interpretadas como sismitas en el Mioceno Superior (Turolense) de la cuenca de Granada (Cordillera Bética)

Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the late Miocene (Turolian) of the Granada basin (Betic Cordillera)

P. Alfaro ⁽¹⁾, J. Galindo-Zaldívar ⁽²⁾, A. Jabaloy ⁽²⁾, Á.C. López-Garrido ⁽³⁾ y C. Sanz de Galdeano ⁽³⁾

⁽¹⁾ Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante. Ap. 99. E-03080 Alicante, Spain. pedro.alfaro@ua.es

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada. Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva s/n. 18002 Granada, Spain. jgalindo@ugr.es / jabaloy@ugr.es

⁽³⁾ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra. C.S.I.C.-Universidad de Granada. Facultad de Ciencias, Campus Fuentenueva s/n. 18071 Granada, Spain. aclopez@ugr.es / csanz@ugr.es

ABSTRACT

We studied various Upper Miocene (Turolian) layers of superimposed soft-sediment deformation structures induced by liquefaction in the Granada basin (Betic Cordillera). These are principally load structures: sagging and dome load casts, ball-and-pillow and drop structures. Based on analyses of their morphology and of the facies, these have been interpreted as being the result of liquefaction of non-cohesive sediments during earthquakes. The intense syndepositional fracturing and the presence of seismites highlight the strongly influence of tectonic activity in the Granada basin during the Late Miocene, with earthquakes of moderate to high magnitude occurring which were capable of liquefying the sediment.

Key words: Granada basin, liquefaction, load structures, seismites, syndepositional faults

Geogaceta, 40 (2006), 255-258
ISSN: 0213683X

Introducción

La cuenca de Granada, localizada en el sector central de la Cordillera Bética, es una cuenca intramontañosa rellena por rocas de edad Mioceno Superior, Plioceno y Cuaternario. Durante el Mioceno terminal se alcanzan los máximos valores de subsidencia y sedimentación en la cuenca, y entre el Tortoniense terminal y el Mesiniense se produce su continentalización (Rodríguez-Fernández y Sanz de Galdeano, 2006). Durante el Mioceno terminal (Turolense), que es el intervalo estudiado en este trabajo, la sedimentación está caracterizada por depósitos de abanicos aluviales en los bordes de la cuenca, con turbiditas y depósitos lacustres en el sector central.

Las excavaciones realizadas en la nueva autovía Granada-Motril y las mejoras de la carretera entre Otura y La Malahá han dejado al descubierto varios afloramientos de rocas del Turolense. El objetivo de este trabajo es poner de manifiesto la existencia de varios niveles de es-

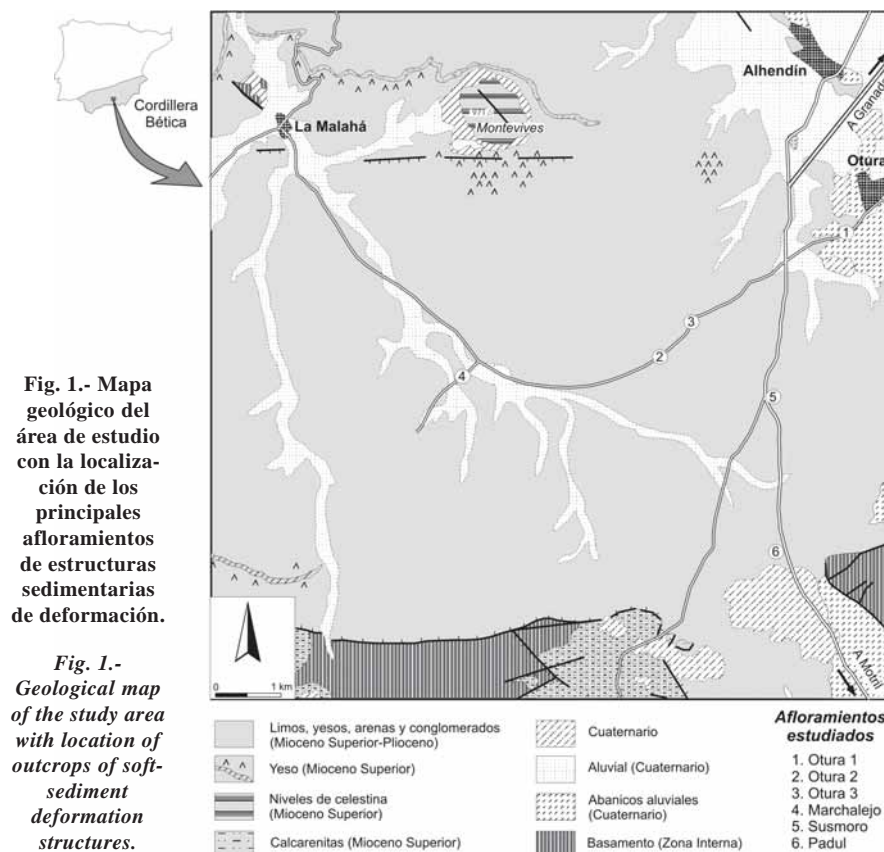




Fig. 2.- Fallas normales sinsedimentarias en los depósitos turolenses.

Fig. 2.- Synsedimentary normal faults in Turolian deposits.

estructuras sedimentarias de deformación en depósitos del Turolense que hemos interpretado como resultado de terremotos de magnitud moderada-alta.

Estructuras sedimentarias de deformación

Los afloramientos estudiados se localizan a lo largo de la carretera que une Otura y La Malahá, y en las trincheras de la autovía Granada-Motril localizadas 2 km al sur del Suspiro del Moro (Fig. 1). Están constituidos por rocas sedimentarias detríticas, de edad Turolense, que se han depositado en un ambiente lacustre y/o lagunar, y en las zonas distales de abanicos aluviales (Rodríguez-Fernández, 1982).

Estos afloramientos contienen varios estratos con estructuras sedimentarias de

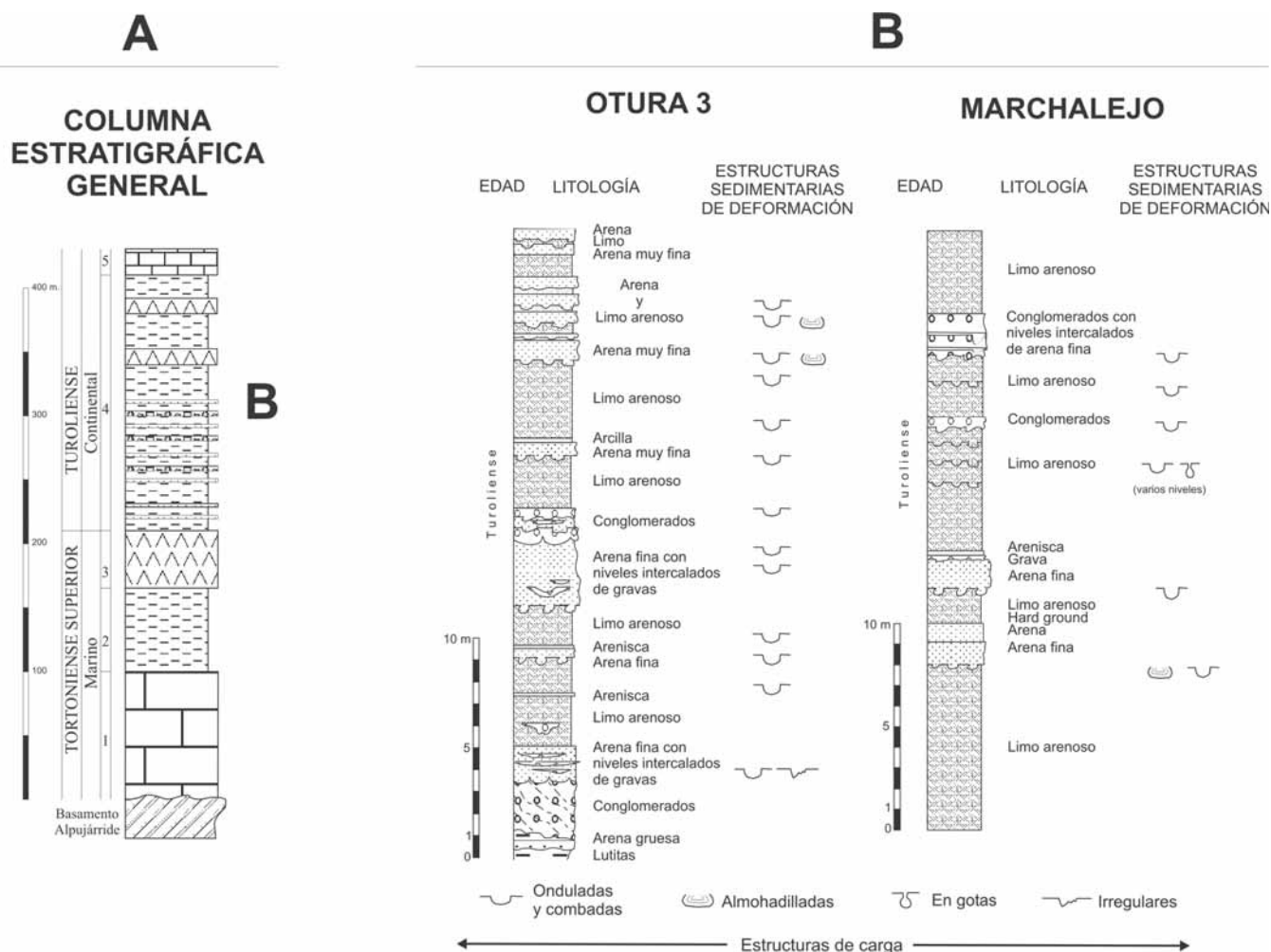


Fig. 3.- A) Columna estratigráfica regional de la cuenca de Granada. 1. Calcarenitos y conglomerados; 2. Margas; 3. Evaporitas; 4. Lutitas y limo arenoso, arena, conglomerados, yeso e intercalaciones turbidíticas locales (La Malahá); 5. Micritas lacustres. B) Columnas estratigráficas de la unidad turolense con la localización de las estructuras sedimentarias de deformación: Otura 3 y La Malahá.

Fig. 3.- A) Regional stratigraphic section of the Granada basin. 1. Calcarenitites and conglomerates; 2. Marls; 3. Massive gypsum and salt; 4. Lutites and sandy mud, sand, conglomerates, gypsum and locally turbiditic intercalations (La Malahá); 5. Lacustrine micrites. B) Stratigraphic sections of turolian unit with location of soft-sediment deformation structures: Otura 3 and La Malahá.

deformación. La granulometría de los niveles deformados está comprendida principalmente entre arena media y limo grueso; estas fracciones granulométricas son altamente susceptibles a la licuefacción.

Además, los sedimentos turolenses estudiados están afectados por numerosas fallas normales con un espaciado métrico a decamétrico. Las fallas más abundantes, con un salto variable entre pocos centímetros y varios metros, son normales e indican una dirección de extensión NNE-SSO. En varios afloramientos se observa el carácter sinsedimentario de muchas de estas fallas normales que afectan a la parte baja de la sección y son fosilizadas por los términos superiores (Fig. 2).

Hemos analizado en detalle los afloramientos de Otura 3 y La Malahá por su mayor extensión y por la abundancia de niveles con estructuras sedimentarias de deformación.

El primero de ellos, Otura 3 se localiza en la carretera Otura-La Malahá, a 2.3 km del cruce con la autovía Granada-Motril. El otro afloramiento, La Malahá, se encuentra a 4.8 km de la autovía, siguiendo la carretera hacia La Malahá y tomando el desvío hacia la planta de reciclaje de basura (Fig. 1).

En el afloramiento de Otura 3 se observan 28 metros de sedimentos detríticos: arenas y lutitas, con alguna intercalación de microconglomerados. Se han reconocido diecisiete niveles deformados (Fig. 3). Las estructuras de deformación principales presentes en este afloramiento son estructuras de carga (Fig. 4), principalmente de morfología combada y algunos niveles de bolas y estructuras almohadilladas (sensu Anketell *et al.*, 1970; Allen, 1982; Alfaro *et al.*, 2000).

Las estructuras de carga son ondulaciones del contacto entre dos términos de diferente densidad que tienen continuidad lateral. En este caso la diferencia de densidad es debida a la granulometría; la mayoría de las estructuras de carga descritas se desarrollan en niveles de arena media sobre limo arenoso o arena muy fina. Las dimensiones varían entre 5 y 50 cm, aunque en algún nivel se ha observado alguna estructura que alcanza un metro de anchura. Predominan las estructuras de carga de morfología combada; este tipo de estructuras tienen una morfología semiesférica con la parte convexa dirigida hacia muro; entre dos lóbulos la laminación describe un ángulo agudo dirigido hacia techo.

Aunque con menor abundancia, en varios niveles situados en la parte alta de la serie estratigráfica también se observan

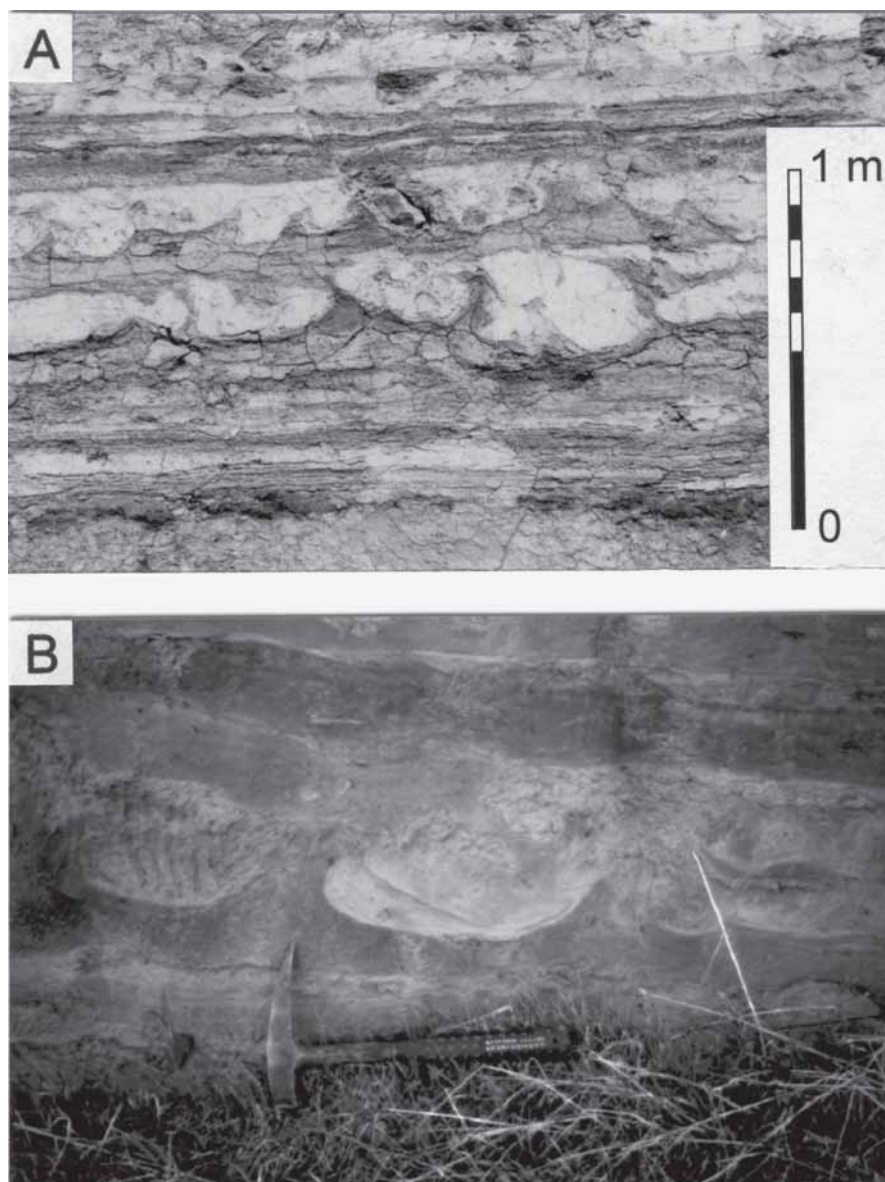


Fig. 4.- A. Estructuras de carga en el afloramiento de Otura 3. B) Estructuras de carga combadas en el afloramiento de La Malahá.

Fig 4.- A. Two superimposed layers with load structures at the Otura 3 outcrop. B) Sagging load casts at the La Malahá outcrop.

estructuras almohadilladas de entre 10 y 50 cm de anchura. Están caracterizadas porque el término superior pierde su continuidad y forma cuerpos de morfología redondeada aislados en el seno del término inferior.

En el afloramiento de La Malahá, se han estudiado 29 metros de serie constituida por depósitos detríticos de arena media y fina, y limos arenosos con algún nivel de conglomerados. Han sido reconocidos 6 niveles con estructuras sedimentarias de deformación. Las estructuras más abundantes son estructuras de carga onduladas y combadas entre 10 y 100 cm. En uno de los niveles situado en la parte inferior de la serie también existen estructuras almohadilladas de are-

na fina rodeadas por una matriz de arena limosa; estas estructuras almohadilladas tienen una anchura que oscila entre 10 y 30 cm. Finalmente, en la parte intermedia de la serie también se observan estructuras en gota (sensu Anketell *et al.*, 1970; Alfaro *et al.*, 2000) en varios niveles de arena fina. Este tipo de estructuras tienen una morfología subesférica, similar a las almohadilladas, pero sin llegar a perder totalmente su continuidad con el nivel superior.

Además de estos dos afloramientos principales, en casi todas las trincheras abiertas a lo largo de la carretera Otura-La Malahá en las que aflora esta unidad de edad Turolense se observan estructuras de deformación. Aparte de las estructuras com-

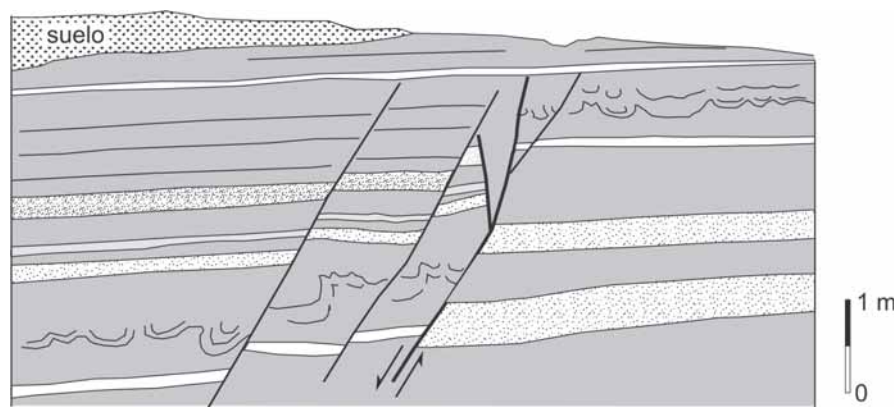


Fig. 5.- Esquema que muestra la relación entre las estructuras sedimentarias de deformación y las fallas normales sinsedimentarias en depósitos turolenses (afloramiento de La Malahá).

Fig 5.- Sketch showing soft-sediment deformation structures and synsedimentary normal faults in Turolian deposits (La Malahá outcrop).

badas también se observan algunas con morfología en domo (sensu Anketell *et al.*, 1970; Alfaro *et al.*, 2000). Estas estructuras están caracterizadas por morfologías invertidas a las combadas; los niveles deformados con morfología subesférica tienen su parte convexa dirigida hacia techo.

Discusión y conclusiones

Las estructuras de carga descritas en los sedimentos turolenses de la cuenca de Granada se han formado por la licuefacción de sedimentos con un gradiente de densidad invertido: una unidad sedimentaria (constituida por una o varias capas) de mayor densidad se apoya sobre otra de densidad inferior (menor granulometría). Cuando los sedimentos con esta inestabilidad gravitacional (sensu Allen, 1982; Owen, 1987) pierden su resistencia a la cizalla por licuefacción se produce un reajuste gravitacional en la interfase entre las dos unidades de distinta densidad.

La ondulación de la interfase de las unidades de diferente densidad puede variar desde muy suave, formándose estructuras de carga poco perceptibles, hasta muy acentuadas. Si la deformación es todavía más intensa pueden formarse estructuras con morfología en gota (Anketell *et al.*, 1970) que no llegan a perder su continuidad con el nivel suprayacente. Si el proceso es suficientemente intenso puede romperse la unidad superior formándose estructuras de carga almohadilladas y estructuras de escape de fluidos.

Son varios los mecanismos capaces de producir la licuefacción del sedi-

mento (Allen, 1982; Owen, 1987; entre otros). Pueden ser mecanismos ligados a la propia dinámica del ambiente sedimentario (corrientes tractivas sobre el sedimento, sedimentación súbita, condiciones artesianas, oleaje de tormenta, entre otros) o mecanismos externos al ambiente sedimentario (principalmente terremotos).

En este tipo de ambientes continentales (lacustres, lagunares y facies distales de abanicos aluviales), los procesos más comunes capaces de deformar el sedimento por licuefacción están relacionados con condiciones artesianas, y con procesos de sedimentación rápida (sobrecarga) altamente energéticos. Los procesos artesianos producen habitualmente estructuras de escape de fluidos con morfología tubular, tipo chimenea, morfológicamente muy diferentes a las estructuras de carga descritas en este trabajo. En cuanto a los procesos de sedimentación en masa, pueden explicar la formación de algunas de las estructuras descritas en este trabajo. Sin embargo, es muy poco probable que hayan generado la totalidad de estructuras sedimentarias de deformación ya que, desde un punto de vista sedimentológico, la mayoría de depósitos son de baja energía, constituidos por facies finamente laminadas que no han sido depositadas súbitamente. Para que este proceso sedimentario deforme el sedimento deben coexistir las siguientes condiciones: a) el depósito debe tener un espesor considerable capaz de incrementar la presión intersticial del sedimento infrayacente, y sobre todo debe ser instantáneo para producir licue-

facción, b) el sedimento infrayacente debe estar muy poco consolidado y tener una granulometría muy poco permeable (preferentemente arcilla y limo fino) para que la sobrepresión intersticial provocada por la sedimentación en masa no se disipe rápidamente. Sin embargo, en el área de estudio existen muchas estructuras desarrolladas en sedimentos arenosos que, debido a su elevada permeabilidad, son muy poco susceptibles a deformarse por sobrecarga.

Considerando que los sedimentos estudiados son altamente susceptibles a la licuefacción y que la cuenca de Granada estaba sometida durante el Mioceno Superior a una intensa actividad tectónica (Rodríguez-Fernández, 1982), puesta también de manifiesto por la existencia de numerosas fallas sinsedimentarias (Fig. 5), el origen más probable de estas estructuras sedimentarias de deformación son terremotos de magnitud moderada-alta. Por tanto, este tipo de estructuras de deformación ponen de manifiesto la ocurrencia de terremotos de magnitud ≥ 5 durante el Mioceno Superior en la cuenca de Granada.

Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado parcialmente por los proyectos BTE2001-5230-E y CGL200401636/BTE, y por la Generalitat Valenciana (GRUPOS03/085, OCYT).

Referencias

- Alfaro, P., Estévez, A., Moretti, M. y Soria, J.M. (2000). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 79-89.
- Allen, J. R. L. (1982). *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Elsevier, Vol. II, 663 p.
- Anketell, J. M., Cegla, J. y Dzulinsky, S. (1970). *Annales de la Société Géologique de Pologne*, 1, XL, 3-30.
- Owen, G. (1987). En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (M. E. Jones y R. M. F. Preston, Eds.). Geological Society of London, Special Publication, 29, 11-24.
- Rodríguez-Fernández, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 224 p.
- Rodríguez-Fernández, J. y Sanz de Galdeano, C. (2006). *Basin Research*, 18, 85-102.